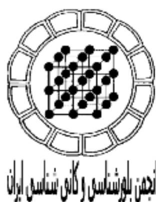
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۴، از صفحهٔ ۲۴۱ تا ۲۵۶



بررسی ژئوشیمیایی، کانی شناسی و سنگ‌زایی سنگ‌های آداکیتی جنوب شرق جلفا (شمال‌غرب ایران)

فرهاد محرمی گرگری[1*]، سید محمد پورمعافی[1] ، منصور قربانی[1] ، میرصالح میرمحمدی[2]

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۲- دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۹۳/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۳)

چکیده: گنبد نیمه ژرف کیامکی در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان جلفا (استان آذربایجان شرقی) واقع شده است. سنگ‌های این گنبد ترکیب چیره داسیتی داشته ولی با فاصله از کیامکی، در کمان معروف به قلنج بافت و ترکیب گرانودیوریتی نشان می دهند. مقادیر SiO_2 آن‌ها برابر ۷۳-۶۴ درصد وزنی و عدد منیزیم آن‌ها در بازه‌ی ۵۷-۲۷ تغییر می‌کند. بر پایه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها از نوع آداکیت‌های پرسیلیس رده بندی می شوند. در نمودارهای هارکر روندهای جدایشی عناصر مختلف نسبت به SiO_2 نمود داشته و در عین حال روند عمومی خطی سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند نشانگر خاستگاه یکسان آن‌ها باشد. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری، سنگ‌های منطقه به مانند سنگ‌های وابسته‌به فرورانش حاشیه فعال قاره ای، به صورت مشخص از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) غنی شدگی و از Nb و HFSE تهی شدگی نشان می دهند. بر اساس سرشتی‌های ژئوشیمیایی؛ مثل مقادیر Th و نسبت‌های Th/Sm، Th/Ce، Th/Yb و ایزوتوپی Sr و Nd، محیط تشکیل این گنبد پسا برخورد بوده و با مدل زایشی ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته‌ی قاره‌ای ضخیم شده، سازگارتر است. با توجه به مدل زایشی و محیط تشکیل این سنگ‌ها، سن میوسن پایانی گنبد مورد بررسی و سن بسته‌شدن میوسن تحتانی و قبل از آن برای نئوتیتس، نمی‌توان پیدایش این سنگ‌ها را به طور مستقیم در ارتباط با فرایندهای ژئودینامیکی نئوتتیس در ارتباط دانست.

واژه‌های کلیدی: *کیامکی؛ آداکیت؛ پسا برخورد؛ ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای ضخیم شده.*

مقدمه

یکی از یافته‌های زمین‌شناسی به نسبت جدید در ایران که با بررسی سنگ‌های ماگمایی به خصوص سنگ‌های آتشفشانی حاصل شده است، گزارش وجود سنگ‌هایی با سرشت آداکیتی است. آداکیت‌ها ترکیب حدواسط تا اسیدی داشته و با مقادیر بالای Sr/Y و $La/Yb_{(n)}$ مشخص می‌شوند [۱]. تشخیص چنین سنگ‌هایی در ایران لزوم بررسی بیشتر و دقیق خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی را برای پی بردن به علل رخداد ماگماتیسم، تفاوت آن‌ها و پیدایش سنگ‌های با سرشت‌های مختلف ضروری کرده است.

فرورانش نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی باعث فعالیت‌های ماگمایی گسترده در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در ایران شده است. این کمربند در راستای شمال‌غربی- جنوب شرقی، تقریباً موازی گسل زاگرس (محل فرورانش نئوتتیس)، در نقشه‌های زمین‌شناسی ایران دیده می‌شود (شکل۱). ژئوشیمی سنگ‌های این کمربند خصوصیات سنگ‌های محیط‌های فرا فرورانشی را نشان می‌دهند [۲]. در بررسی سنگ‌های مناطق مرکزی و جنوب شرقی این کمربند،

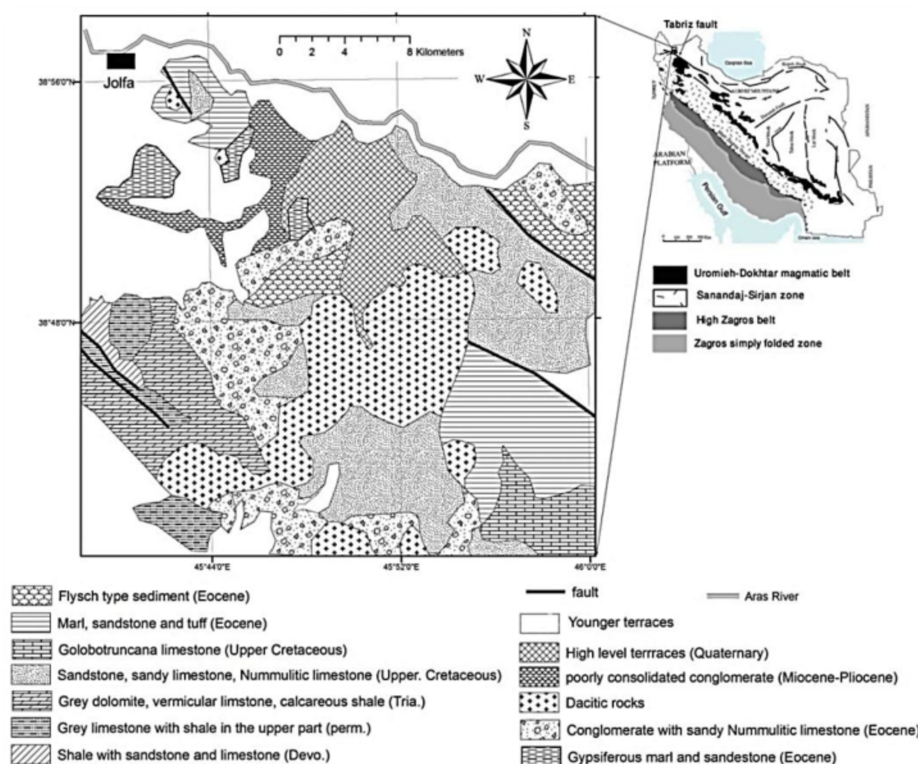
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۱۲۲۴۸۵۰۸۵، نمابر: ۰۲۱۲۲۴۸۵۱۲۴، پست الکترونیکی: moharamifarhad@yahoo.com

مشخص شد که سنگ‌های پالئوژن این کمربند سرشتی‌های آهکی- قلیایی و سنگ‌های نئوژن/کواترنری آن، بیشتر سرشتی‌های آداکیتی نشان می‌دهند [۳]. بررسی موردی پیشین روی گنبد کیامکی به همراه چند گنبد دیگر در شمال گسل تبریز، سرشت آداکیتی را برای آنها در نظر گرفته است [۴]. در بررسی یاد شده سهم گنبد کیامکی از نمونه‌های آنالیز شده تنها از پنج نمونه‌ی کل سنگ است.

در این پژوهش، سعی شده است تا با بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی گسترده، آنالیز کل سنگ از تعداد نمونه‌های بیشتر همراه با داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به بررسی کانی شناسی، سنگ‌زایی و شکل‌گیری‌های ژئودینامیکی موثر بر پیدایش گنبد آتشفشانی کیامکی پرداخته تا نتایج مطمئن‌تری حاصل شود.

زمین‌شناسی منطقه

گنبد آتشفشانی تا نیمه ژرفای کیامکی در شمال غرب ایران در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق جلفا و شمال گسل تبریز واقع شده است (شکل۱). این گنبد یکی از چندین (حدود ۳۰) گنبد آتشفشانی آتشفشان تا نیمه ژرفای موجود در شمال گسل تبریز با روند شمال غربی- جنوب شرقی هستند که دارای ارتفاعی حدود ۳۳۴۷ متر از سطح آب‌های آزاد بوده و بیشتر از داسیت تشکیل شده‌اند. بافت پورفیری سنگ‌های کیامکی با بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در صحرا و میکروسکوپی، قابل تشخیص است (شکل های۲ و ۳- الف). در بیشتر مناطق، حواشی گنبد کاملا گرد و مشخص نیست بلکه سنگ‌های وابسته به گنبد در درون سنگ‌های اطراف به صورت سیل نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). زبانه‌ی بزرگی در دامنه‌ی جنوب غربی کیامکی که رخنمون آن به شکل کمان است در درون واحدهای قدیمی‌تر اطراف دیده می‌شوند (کمان قلنج). سنگ‌های موجود در این کمان بافت غالب دانه‌ای تا پورفیری با خمیره‌ی تمام بلورین نشان می‌دهند. تغییرات سنگ‌شناسی به‌گونه‌ای است که در برخی بخش‌های گنبد، بلورهای سنگ‌های آتشفشانی زیادتر شده و بافت پورفیری متراکم‌تر به نظر می‌رسد. در کمان قلنج سنگ‌ها بافت دانه‌ای داشته و ماهیت بافتی سنگ‌های درونی اسیدی (مثل گرانودیوریت) را آشکار می‌سازند.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه مورد بررسی بر گرفته از [۵] و موقعیت آن در نقشه زمین شناسی ایران از [۶].



شکل۲ تصاویر صحرایی منتخب از نفوذ سیل مانند سنگ‌های داسیت- ریوداسیت(Dacite) کیامکی به درون سنگ‌های رسوبی از نوع ماسه سنگ- سیلتستون (Sandstone).

از نظر جایگاه زمین‌شناسی این گنبدها در رده‌بندی‌های مختلف ایران در زون‌های ماگمایی ایران مرکزی، ارومیه- دختر یا البرز- آذربایجان واقع شده است [۸،۷]. پیدایش هر دوی این زون‌ها با فرورانش نئوتتیس وابسته‌اند. در جنوب شرقی جلفا گنبدهای نیمه ژرف درون واحدهای آهکی پرمو- تریاس، فیلیش‌های کرتاسه- پالئوسن و آهک‌ها و ماسه سنگ‌های سرخ‌رنگ فوقانی نفوذ کرده‌اند. بیرون‌زدگی و وسعت این گنبدها از ۱ کیلومتر تا ۵ کیلومتر مربع متغیرند. به سمت غرب و شرق مرند این گنبدها به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های ولکانوکلاستیک و رسوب های فسیل‌دار ائوسن نفوذ کرده‌اند. نشست واحدهای پلیوسن روی برخی از گنبدهای این منطقه می‌تواند حاکی از سن زمین شناسی قدیمی‌تر از پلیوسن برای برخی از این گنبدها باشد. در بعضی بررسی‌ها از آن‌ها به عنوان واحدهای میوسن (سازند سرخ بالایی) یاد شده است [۴]. داده‌های سال‌سنجی جدید برای گنبد کیامکی در قالب رساله‌ی دکتری سنگ شناسی در دانشگاه شهید بهشتی در حال انجام است؛ ولی در برخی گزارش‌ها [۹] به سال‌سنجی‌هایی در روسیه‌ی سابق اشاره شده است که سنی در حدود ۳۹ میلیون سال را نشان می‌دهند که با واقعیت های زمین شناسی صحرایی منطقه همخوانی ندارد؛ اگرچه در این بررسی‌ها به محل و نام دقیق توده اشاره نشده است.

بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی جلفا (شکل۱) چینه‌شناسی منطقه را می‌توان چنین توصیف کرد که در پیرامون گنبد کیامکی، قدیمی‌ترین واحدهای زمین شناسی مربوط به کامبرین است که در بعضی مناطق بیرون زدگی دارند. این واحدها از ماسه سنگ و شیل میکا دار و دگرسان شده تشکیل شده‌اند که به سازندهای زاگون و لالون وابسته‌اند. واحدهای دونین شامل شیل، ماسه‌سنگ وآهک بوده و به ندرت همراه با رسوب های پرمین با برخوردگاه گسلی در مجاورت گنبد بیرون زدگی دارند. رسوب های پرمین بیشتر در این منطقه ترکیبی آهکی بارنگ خاکستری دارند که در بخش بالایی به شیل تبدیل شده‌اند. دولومیت‌های خاکستری، آهک‌های ورمیکولار و شیل‌های آهکی (سازند الیکا) رسوب‌های تریاس را تشکیل می‌دهند که به وسیله‌ی واحدهای ائوسن پوشیده شده‌اند. شواهدی از رخنمون واحدهای کرتاسه زیرین در منطقه گزارش نشده است. قدیمی‌ترین واحد کرتاسه بالایی مارن و اندکی ماسه‌سنگ است که در ادامه به آهک گلوبوترنکادار تبدیل شده است. ماسه‌سنگ، سنگ آهک ماسه‌ای و آهک ضخیم از جوان‌ترین واحدهای کرتاسه بالایی را در منطقه تشکیل می‌دهند. سنوزوئیک در این منطقه با حضور واحدهای تخریبی کنگلومرا با قطعه سنگ‌های آهکی مشخص می‌شوند که به سنگ‌هایی مثل کنگلومرای سرخ در حوالی ایری چایی تبدیل شده است. مارن، ماسه‌سنگ و توف یک واحد منسجم دیگری هستند که وابسته به ائوسن در منطقه بوده و روی واحدهای یاد شده‌ی قبلی قرار گرفته‌اند. جوان‌ترین واحدهای وابسته به ائوسن شامل مارن ژیپس‌دار، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌های پیروکلاستیک هستند. میوسن و پلیوسن با کنگلومرای سست آغاز شده و در ادامه به سنگ‌های پیروکلاستیک رسیده و در نهایت دوباره کنگلومرا با قطعات آتشفشانی ختم می‌شود. کواترنر در منطقه‌ی مورد بررسی بیشتر واحدهای آبرفتی است.

روش بررسی

نتایج بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری، از ۱۰۰ نمونه‌ی سنگی مقاطع میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در ادامه ۴۵ نمونه از سنگ‌های مورد بررسی برای آنالیز شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه Acme -Labs در ونکوور کشورکانادا ارسال شدند. آنالیز کل سنگ به روش‌های ICP-MS و XRF صورت گرفت. تعداد ۱۰ نمونه نیز برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Sr و Nd و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ نیز به Institute of Geology and Geophysics,Chinese Academy of Sciences (Beijing) ارسال و با استفاده از یک بیناب‌سنج جرمی مدل VG354 بررسی شدند.

سنگ‌نگاری

بر پایه‌ی بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های ماگمایی گنبد کیامکی را می‌توان به چهار دسته تقسیم کرد که در زیر سرشتی‌های میکروسکوپی و نتایج آنالیز مدی (برای نمونه های پورفیری بر اساس فنوکریست‌ها) آن‌ها به‌طور جداگانه شرح داده شده‌اند.

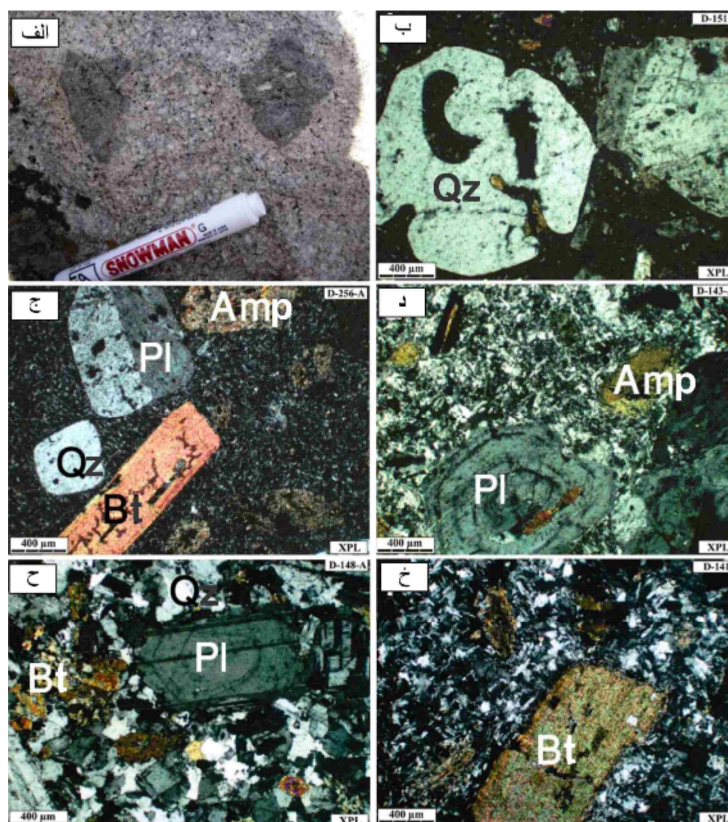
داسیت - ریوداسیت: دارای بافت پورفیری هستند و فنوکریست‌ها از پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند. اندازه‌ی فنوکریست‌ها از ۲ تا ۱۰ میلیمتر متغیر و با چشم غیر مسلح قابل تشخیص‌اند، در درون این سنگ‌ها زینولیتهایی از سنگ‌های مافیک دیده می‌شوند (شکل۳- الف). کوارتزهای بی شکل با حاشیه‌ی خوردگی خلیجی شکل تقریباً در تمام سنگ‌ها به صورت فنوکریست دیده می‌شوند ولی فراوانی آن‌ها متغیر است (شکل۳- ب). این سنگ‌ها حاوی ادخال‌هایی از بیوتیت (در بخش‌های خلیجی)، پلاژیوکلاز و ارتوز هستند. حدود ۴۰-۲۵ درصد این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. پلاژیوکلازهای فنوکریست عموما خود شکل و کمتر نیمه شکل دارند. پلاژیوکلازها دارای شواهدی از شرایط نامتعادل سرد شدن ماگما؛ مانند منطقه بندی هستند (شکل۳- د و ح). هورنبلند از دیگر فنوکریست‌های موجود در برخی داسیت‌هاست. فراوانی هورنبلندها نسبت به پلاژیوکلازها بسیار کمتر است، به‌طوری که در برخی نمونه‌های داسیتی فنوکریست هورنبلند دیده نمی‌شود. به طور کلی فراوانی آن‌ها کمتر از ۲۰ درصد است. رنگ آن‌ها از سبز تا قهوه‌ای قابل رویت است. عموماً نیمه شکلدار بوده و به کانی‌های ثانویه همچون اپیدوت، سریسیت، کلریت و... تجزیه شده‌اند. بیوتیت از دیگر کانی قابل ذکر است که به صورت فنوکریست یافت می‌شود. بیوتیت‌ها نیز اغلب به شدت کلریتی شده‌اند. در پاره‌ای موارد انباشت فنوکریست‌ها در کنار یکدیگر باعث تشکیل بافت گلومروپورفیری خوشه‌ای در این سنگ‌ها شده است. بیوتیت‌ها در بعضی موارد دارای ادخال‌هایی از کوارتز یا دیگر کانی‌ها هستند. زمینه‌ی این سنگ‌ها از بلورهای بسیار ریز پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. آپاتیت، کانی‌های تیتانومگنیتیت، زیرکن از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌هاست که به صورت ادخال در فنوکریست‌ها و یا در زمینه قرار دارند.

آندزیت: این گروه از سنگ‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی بیشتر دارای رنگ تیره‌تر از داسیت‌هاست. فنوکریست‌ها در این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده است. فنوکریست‌ها عموماً به‌صورت گلومروپورفیری در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها به بافت پورفیری با خمیره‌ی ریزدانه هستند. خمیره بیشتر از بلورهای ریزِ پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز و کمتر از ۵ درصد آپاتیت و پیروکسن تشکیل شده است. مهم‌ترین و فراوان‌ترین فنوکریست در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که به صورت شکل‌دار یا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند، و دارای ردی از کارلسباد، پلی سنتتیک بوده و در بعضی نمونه‌ها دارای منطقه بندی هستند (شکل۳- د). مقدار آن‌ها در مقاطع از ۱۵ تا ۴۰ درصد حجم کل سنگ تغییر می‌کند، و اندازه‌ی آن‌ها حداکثر به ۵ میلی‌متر می‌رسد. فراوان‌ترین فنوکریست پس از پلاژیوکلازها آمفیبول است که تقریباً در تمامی نمونه‌ها دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها اغلب حاشیه‌ی کدر دارند که این پدیده بخاطر از دست دادن آب در طول بالا آمدن ماگما و خروج آن ایجاد می‌شود. میکرولیت‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. پتاسیم فلدسپار و کوارتز از کانی‌های کدر، کربنات و آپاتیت به‌مقدار بسیار اندک در خمیره سنگ یافت می‌شود.

گرانودیوریت: در گرانودیوریت‌های مورد بررسی، کوارتزهای بی‌شکل در نمونه‌ی ماکروسکوپی به رنگ‌های زرد، شیری و شفاف و اندازه‌های ۲-۵ میلیمتر دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت از تشکیل دهنده‌های اصلی و ارتوز، آمفیبول، آپاتیت، کانی‌های کدر و زیرکن از اجزای فرعی محسوب می‌شوند (شکل۳- ح). اگر چه بخش اصلی این سنگ‌ها سالم و بدون دگرسانی باقی مانده است، ولی به صورت محلی و گاهی به میزان چشمگیری دستخوش دگرسانی شده و

از کانی‌هایی همچون سریسیت، کائولینیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و تشکیل شده‌اند. کوارتز با میانگینی حدود ۳۰-۲۰ درصد، سنگ را به خود اختصاص داده است و شکل‌دار نیست. این کانی خاموشی موجی داشته و بیشتر از ادخال‌هایی از کانی‌های دیگر دارد. در بعضی موارد حاشیه‌ای با خوردگی خلیجی شکل نیز در این کانی‌ها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز بین ۴۰-۶۰ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی بیشتر به صورت درشت دانه (۵-۳ میلمتر) است. شدت دگرسانی این کانی متفاوت است و بر حسب درجه‌ی دگرسانی به سریسیت، سوسوریت و کلریت تجزیه شده است. ارتوز نسبت به پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار بوده و بین ۱۰ تا ۱۵ درصد از این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی در مواردی نادر، بافت پرتیتی نشان می‌دهد. بیوتیت از کانی‌های فرومنیزین موجود در این سنگ‌هاست و به‌طور متوسط حدود ۱۰-۵ درصد از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را بخود اختصاص داده است. این کانی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود و اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است. برخی بلورهای آمفیبول به صورت بخشی به بیوتیت دگرسان شده‌اند. در این حالت بیوتیت به شکل‌های رشته‌ای و یا پولک‌های کوچک در داخل آمفیبول حضور دارد.

کوارتز مونزو دیوریت: این سنگ‌ها در چند نقطه از منطقه‌ی مورد بررسی، به دلیل رنگ تیره‌تر نسبت به گرانودیوریت‌ها قابل تفکیک‌اند. در مقاطع نازک حدود ۴۵ درصد این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، ۳۰ درصد کانی فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول)، ۱۵ درصد اورتوز، ۵ درصد کوارتز و حدود ۵ درصد باقی‌مانده را کانی‌های فرعی (بیشتر کدر) تشکیل داده است (شکل ۳- خ). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به سریسیت، زوئیزیت و کائولن، اورتوز به کائولینیت و کانی‌های فرومنیزین به کلریت تبدیل شده‌اند. بافت این سنگ‌ها هیپ ایدیومورف گرانولار است.



شکل۳ تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی منتخب از مجموعه سنگی گنبد کیامکی؛الف : زینولیت‌های مافیک در سنگ‌های داسیت- ریوداسیت؛ ب : کوارتزهای بی شکل با خوردگی خلیجی به شکل فنوکریست؛ ج : فنوکریست‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز دارای ماکل آلبیتی- کاراسباد، کوارتز و آمفیبول آلتره در خمیره میکروکریستالین؛ د : پلاژیوکلاز زونه در خمیره میکرولیتی سنگ داسیتی؛ ح : پلازیو کلاز دارای ماکل و زونه در خمیره بلورین ریز دانه حاوی آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در سنگ گرانودیوریت؛ خ : فنوکریست بیوتیت شکل‌داردر خمیره میکروکریستالین در سنگ کوارتز مونزو دیوریت.

ژئوشیمی کل سنگ و جایگاه تشکیل آن

نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی منتخب در جدول۱ آورده شده‌اند. ترکیب این نمونه‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی TAS و SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 در گستره‌ی داسیت و ریولیت شبه قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های معرف برداشت شده از سنگ‌های گنبد کیامکی و اطراف آن.

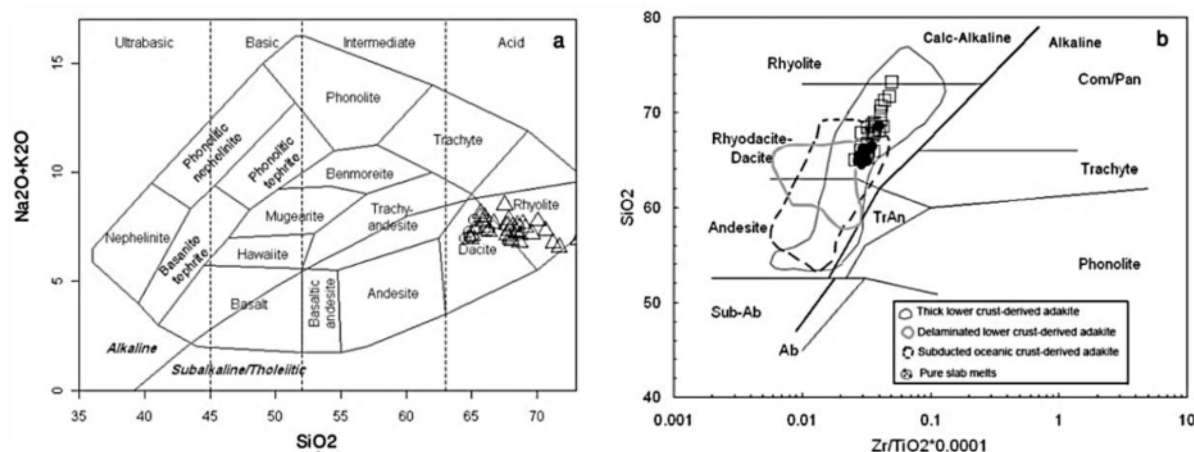
ID	D-15	D-16	D-17	D-18	D-22	D-25	D-27	D-28	D-30	D-151	D-57	D-64
Field name	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	داسیت
							wt%					
SiO2	۶۶٫۱۱	۶۵٫۹۹	۶۶٫۳۸	۶۵٫۴۵	۶۵٫۲۱	۶۴٫۸۷	۶۴٫۸۷	۶۸٫۶	۶۵٫۰۹	۶۴٫۵۵	۶۴٫۹	۷۳٫۱۶
Al2O3	۱۶٫۳۸	۱۶٫۳	۱۶٫۲۱	۱۶٫۳۲	۱۶٫۲	۱۶٫۱۴	۱۶٫۵۷	۱۶٫۰۲	۱۶٫۴۳	۱۶٫۲۶	۱۶٫۳۶	۱۴٫۸۴
Fe2O3	۳٫۳۵	۳٫۳۵	۳٫۶	۳٫۵۱	۳٫۳۸	۳٫۳۲	۳٫۷۸	۲٫۵۳	۳٫۸۴	۳٫۹۶	۳٫۷۵	۱٫۶۲
MgO	۱٫۷۴	۱٫۸۵	۱٫۷۱	۲٫۰۲	۲٫۱۵	۲٫۱۹	۲٫۲۳	۱٫۱۷	۲٫۲	۲٫۲	۲٫۲۳	۰٫۴۵
CaO	۳٫۳۶	۳٫۶۵	۳٫۴۷	۳٫۸۴	۳٫۸۴	۳٫۸۲	۳٫۸۶	۲٫۶۹	۴٫۰۷	۳٫۸۷	۴٫۱۴	۱٫۴۴
Na2O	۵٫۲۹	۴٫۵۵	۴٫۷۶	۴٫۸۶	۴٫۷۸	۵٫۴۹	۴٫۳۸	۵٫۳۶	۴٫۵۴	۴٫۴۲	۴٫۳۸	۴٫۳۶
K2O	۲٫۴۸	۲٫۷۷	۲٫۵۹	۲٫۵۳	۳٫۰۳	۱٫۷۵	۲٫۶۵	۲٫۲	۲٫۴۹	۲٫۵۵	۲٫۵۸	۲٫۵۴
TiO2	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۲۹	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۱۸
P2O5	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۰۸
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Cr2O3	۰٫۰۱۹	۰٫۰۸	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۳
LOI	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۱٫۵	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۴	۱٫۲	۰٫۷	۱٫۲
Sum	۹۹٫۸	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۶	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۹	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۲	۹۹٫۷۹	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۷
							ppm					
Ba	۷۵۲	۷۸۷	۸۸۲	۸۶۲	۸۷۵	۷۲۶	۸۳۱	۸۳۴	۷۲۷	۷۹۵	۷۸۲	۸۴۸
Be	۲	۲	۲	<۱	۲	۲	۲	۲	۳	۱	۲	<۱
Co	۸٫۲	۸٫۷	۱۰٫۶	۱۲٫۹	۸٫۲	۱۱	۱۳٫۴	۶٫۴	۹٫۱	۱۱٫۵	۱۱٫۱	۲٫۳
Sc	۶	۶	۶	۷	۷	۷	۷	۵	۷	۷	۸	۲
Cs	۱٫۳	۲٫۴	۳٫۳	۰٫۸	۰٫۲	۰٫۳	۱٫۶	۰٫۸	۲٫۸	۳	۱٫۲	۱٫۶
Ga	۱۶٫۴	۱۷٫۹	۱۷٫۳	۱۶٫۸	۱۶٫۱	۱۶٫۵	۱۷٫۷	۱۶٫۳	۱۷	۱۶٫۲	۱۷٫۲	۱۶٫۲
Hf	۳٫۵	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۴	۳٫۵	۳٫۳	۳٫۷	۳٫۳	۳	۳٫۵	۳٫۵	۲٫۴
Nb	۲٫۱۳	۱۴٫۴	۱۲٫۹	۱۲٫۶	۱۲٫۱	۱۰٫۵	۱۱٫۷	۸٫۶	۱۱	۱۱٫۸	۱۱٫۱	۸٫۱
Rb	۵۲٫۸	۸۳٫۲	۸۵٫۷	۵۱٫۲	۵۱٫۹	۳۷٫۱	۸۹٫۲	۶۷٫۱	۸۷٫۱	۹۷٫۹	۷۴٫۱	۶۲٫۳
Sr	۶۰۵٫۷	۶۴۸٫۲	۶۵۱٫۳	۶۹۶٫۶	۶۷۷٫۵	۶۷۸٫۴	۷۲۵٫۶	۵۵۸٫۸	۶۷۵٫۴	۶۷۸٫۷	۷۰۴٫۲	۳۰۴٫۳
Ta	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶
Th	۱۴٫۲	۱۵٫۱	۱۵	۱۱٫۷	۱۳٫۴	۱۳٫۳	۱۲	۱۰٫۳	۱۰٫۴	۱۱٫۳	۱۱٫۲	۹
U	۴	۳	۳٫۳	۱٫۹	۲٫۲	۱٫۷	۴٫۱	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۷	۳٫۶	۲٫۱
V	۶۳	۶۶	۶۰	۷۴	۷۹	۶۸	۷۶	۴۵	۷۲	۷۳	۷۵	۱۹
W	۰٫۸	۱٫۱	۱٫۷	۱٫۴	۱٫۱	۲	۱٫۲	۱٫۱	۰٫۸	۱٫۳	۱٫۲	۱٫۱
Zr	۱۳۰٫۹	۱۴۸٫۷	۱۴۵٫۱	۱۳۲٫۲	۱۳۳٫۳	۱۲۸٫۴	۱۴۵٫۹	۱۱۷٫۴	۱۳۳٫۳	۱۳۴٫۳	۱۲۷٫۴	۹۱٫۱
Y	۶٫۸	۷٫۶	۷٫۱	۷٫۷	۷٫۷	۷٫۵	۸	۵٫۹	۷٫۲	۷٫۴	۷٫۴	۴٫۲
La	۱۷٫۱	۲۹٫۳	۲۷٫۱	۲۵٫۴	۱۶٫۶	۱۹٫۷	۱۹	۱۹٫۳	۲۲٫۷	۲۵	۲۱٫۷	۱۷٫۱
Ce	۳۵٫۳	۵۳٫۶	۵۰٫۱	۴۹	۳۳٫۹	۴۰٫۵	۳۴٫۹	۳۵٫۶	۴۱٫۷	۴۵٫۴	۴۱٫۲	۲۸٫۸
Pr	۳٫۸۳	۵٫۶۷	۵٫۲۵	۵٫۱۹	۳٫۹۲	۴٫۴۹	۳٫۸۶	۳٫۸۲	۴٫۶۴	۵٫۰۳	۴٫۵۸	۳٫۱۶
Nd	۱۴٫۹	۱۹	۱۷٫۹	۱۸٫۴	۱۴٫۶	۱۶٫۲	۱۴٫۶	۱۳٫۴	۱۶٫۹	۱۸٫۱	۱۶٫۶	۱۰٫۵
Sm	۲٫۴۸	۳٫۰۸	۲٫۸۴	۲٫۹۷	۲٫۵۱	۲٫۸۴	۲٫۵۶	۲٫۲	۲٫۶۷	۲٫۹	۲٫۷۶	۱٫۶۱
Eu	۰٫۷۲	۰٫۸	۰٫۸۱	۰٫۸۴	۰٫۶۹	۰٫۷۵	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۷۸	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۴۵
Gd	۱٫۷۹	۲٫۱۲	۱٫۹۸	۲٫۲۷	۱٫۹۷	۲٫۰۸	۲	۱٫۶۳	۲	۲٫۱۱	۲٫۱	۱٫۲۴
Tb	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۱۷
Dy	۱٫۲۷	۱٫۴۳	۱٫۳۲	۱٫۵۳	۰٫۴۱	۱٫۴۵	۱٫۴۶	۱٫۰۷	۱٫۳۹	۱٫۴۲	۱٫۴۵	۰٫۷۹
Ho	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۱۳
Er	۰٫۶۳	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۷	۰٫۶۸	۰٫۷۳	۰٫۷۵	۰٫۵۴	۰٫۶۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳۷
Tm	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۵
Yb	۰٫۵۴	۰٫۶۷	۰٫۵۹	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۵۱	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۳۶
Lu	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۶
Mo	۳٫۸	۱٫۳	۲٫۳	۲٫۲	۱٫۷	۳	۰٫۶	۲٫۲	۱٫۳	۱٫۱	۰٫۶	۲٫۳
Cu	۶٫۱	۱۲	۹٫۷	۵٫۵	۱۳٫۱	۶٫۷	۱۱٫۴	۹٫۳	۴٫۸	۳۵٫۶	۱۰٫۴	۶٫۶
Pb	۳٫۱	۱٫۵	۳٫۵	۸٫۶	۱٫۱	۱٫۷	۲٫۷	۶٫۸	۲٫۱	۶٫۸	۸٫۳	۳٫۴
Zn	۱۶	۱۳	۲۳	۱۱۹	۱۴	۱۵	۱۰	۱۷	۲۱	۲۴	۵۱	۹
Ni	۳۱٫۳	۲۰٫۶	۲۶٫۶	۲۶٫۷	۱۵٫۸	۱۲٫۱	۲۱٫۵	۱۷	۲۴٫۳	۲۵٫۷	۲۲٫۳	۱۱٫۲
As	۱٫۲	۱	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۱٫۴	۱٫۱	۰٫۷	<۰٫۵	۱٫۳
Mg#	۵۱	۵۲	۴۸	۵۳	۵۶	۵۷	۵۴	۴۸	۵۳	۵۲	۵۴	۳۶
*I*Sr				۰٫۷			۰٫۷	۰٫۷				۰٫۷۱
eNd(t)				۱٫۱۸			۱٫۲۷	۵٫۱۲				۰٫۶۷

جدول ۱ ادامه

ID	D-66	D-67	D-73	D-78	D-84	D-119	D-120	D-126	D-160	D-163	D-168	D-170
Field name	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت
							wt%					
SiO_2	۷۱/۶۹	۶۶/۳۲	۷۰/۶۶	۶۹/۶۳	۷۰/۰۶	۶۸/۷۱	۷۱/۲۴	۶۸/۴۷	۶۷/۷۷	۶۷/۷	۶۸/۰۵	۶۵/۶۷
Al_2O_3	۱۴/۴۲	۱۶/۲	۱۵/۸۳	۱۵/۵۹	۱۵/۵۲	۱۵/۸۹	۱۵/۳۸	۱۵/۷۲	۱۵/۹۸	۱۶/۰۱	۱۵/۸۷	۱۶/۲۲
Fe_2O_3	۲/۳۷	۳	۲/۴۵	۲/۷۷	۲/۵۸	۲/۸۱	۲/۰۲	۲/۹۹	۲/۵۹	۳/۳۹	۳/۰۲	۴/۱۳
MgO	۰/۳۸	۱/۷	۰/۶۷	۰/۵۲	۰/۶۱	۱/۱۶	۰/۷۳	۱/۱۱	۱/۱۳	۱/۲۶	۱/۲۹	۱/۷۴
CaO	۲/۳۷	۳/۲۳	۲/۵	۲/۸۳	۲/۱۸	۲/۵۳	۲/۹۴	۲/۶۵	۲/۷۹	۲/۷۵	۲/۴۱	۲/۶۲
Na_2O	۴/۱۹	۵	۵/۱۵	۵/۱	۵/۶۷	۵/۲۴	۶/۴۴	۵/۴۱	۵/۰۴	۴/۸۶	۴/۶۷	۵/۶۲
K_2O	۲/۳۸	۲/۳	۲/۱۶	۲/۰۶	۲/۰۹	۱/۹	۰/۳۲	۲/۱۸	۲/۵۳	۲/۲۶	۲/۱۹	۲/۵
TiO_2	۰/۱۸	۰/۴	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۳	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۴۲
P_2O_5	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲
MnO	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۷
Cr_2O_3	۰/۰۱۶	۰/۰۲۲	۰/۰۱۴	۰/۰۲۳	۰/۰۱۵	۰/۰۰۸	۰/۰۲۴	۰/۰۱۵	۰/۰۰۹	۰/۰۲۹	۰/۰۱	۰/۰۲۴
LOI	۱/۸	۱/۴	۰/۱	۱	۰/۸	۱/۱	۰/۳	۰/۸	۱/۵	۱	۱/۸	۰/۶
Sum	۹۹/۸۶	۹۹/۸۱	۹۹/۸۶	۹۹/۸۶	۹۹/۸۴	۹۹/۸۱	۹۹/۸۶	۹۹/۸۳	۹۹/۸۱	۹۹/۷۹	۹۹/۷۶	۹۹/۸
Ba	۹۰۴	۷۱۹	۷۲۸	۸۱۱	۷۵۱	۷۵۴	۱۶۲	۷۹۷	۸۸۵	۹۲۶	۱۱۲۹	۷۷۱
Be	۱	۲	<۱	<۱	۱	۱	۱	<۱	۲	۲	۲	۲
Co	۳/۶	۸/۱	۴/۱	۴/۸	۴/۳	۵/۶	۵/۸	۷	۶/۶	۷/۲	۶/۹	۱۰/۴
Sc	۲	۶	۳	۳	۲	۴	۴	۴	۴	۵	۵	۶
Cs	۱/۶	۱/۹	۱/۶	۲/۳	۱/۴	۱/۶	۰/۵	۰/۸	۱/۲	۲	۰/۹	۱/۲
Ga	۱۶/۱	۱۶/۵	۱۷	۱۷	۱۷/۲	۱۶/۱	۱۳/۳	۱۶/۳	۱۶/۷	۱۶/۳	۱۶/۸	۱۷/۶
Hf	۲/۳	۳/۵	۲/۴	۲/۴	۲/۶	۲/۹	۳/۶	۳	۳	۳/۳	۳/۴	۳/۷
Nb	۸	۱۱/۲	۵/۸	۶/۱	۷/۶	۸/۹	۸/۷	۹/۶	۱۱/۹	۱۱/۳	۹/۹	۱۲/۱
Rb	۶۶/۲	۷۴/۸	۵۹/۹	۵۷/۳	۵۸/۳	۵۴/۹	۷/۲	۶۱/۶	۷۲/۷	۷۴/۶	۵۷/۶	۸۸/۲
Sr	۳۲۲/۹	۶۰۳/۸	۴۵۴	۴۲۵/۷	۵۱۲/۱	۶۲۹/۴	۶۹۷/۴	۵۳۹/۳	۵۲۵	۵۹۶/۶	۷۱۵/۷	۵۶۴/۴
Ta	۰/۶	۰/۷	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۹	۰/۷	۰/۶	۰/۸
Th	۸/۱	۱۲/۴	۴/۴	۴/۸	۴/۸	۱۰/۱	۱۰/۲	۱۰/۴	۱۳/۷	۱۴/۳	۱۲	۱۳/۶
U	۲	۲/۷	۲/۳	۲/۶	۲/۵	۳/۶	۴	۳/۵	۴	۲/۹	۴/۴	۳/۷
V	۲۱	۵۵	۲۷	۲۶	۲۹	۴۱	۴۲	۴۳	۴۳	۴۸	۴۶	۵۸
W	۱/۱	۰/۷	۰/۹	۰/۹	۰/۶	۰/۹	۲/۶	۱/۱	۱/۶	۱/۴	۱/۶	۲/۹
Zr	۸۷/۵	۱۱۷/۱	۸۸	۸۷/۳	۸۶/۹	۱۱۰/۸	۱۲۹/۶	۱۱۶/۸	۱۰۹/۷	۱۲۵/۶	۱۳۰/۵	۱۳۶/۴
Y	۳/۹	۶/۵	۴	۴/۱	۴/۳	۵/۷	۵/۷	۵/۸	۶/۴	۷/۲	۶/۴	۷/۴
La	۱۶/۲	۲۲/۲	۱۰/۶	۱۱	۱۱/۳	۱۸	۱۷/۹	۱۸/۴	۲۳/۲	۲۳/۷	۱۸/۲	۲۵/۷
Ce	۲۸/۲	۴۱/۴	۱۹/۱	۲۰/۳	۲۱	۳۲/۸	۳۳/۱	۳۴/۶	۴۱/۷	۴۲/۱	۳۰/۳	۴۶/۲
Pr	۲/۹	۴/۵۱	۲/۰۶	۲/۲۱	۲/۳۱	۳/۵۵	۳/۵۶	۳/۶۶	۴/۴۸	۴/۶۳	۳/۵۳	۵/۰۹
Nd	۹/۵	۱۵/۷	۷/۲	۷/۷	۸/۴	۱۱/۹	۱۲/۷	۱۳/۳	۱۵/۲	۱۵/۶	۱۳/۲	۱۸/۱
Sm	۱/۴۵	۲/۵۵	۱/۳۸	۱/۴۲	۱/۵۲	۱/۹۸	۲/۱	۲/۱۸	۲/۳۹	۲/۶۶	۲/۲۱	۲/۷۷
Eu	۰/۴	۰/۷	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۶	۰/۶۱	۰/۶۹	۰/۶۱	۰/۷۵
Gd	۱/۱۲	۱/۸۸	۱/۱۳	۱/۲۱	۱/۲۲	۱/۵۱	۱/۵	۱/۵۷	۱/۵۹	۱/۸۷	۱/۷۳	۰۵
Tb	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۷
Dy	۰/۷۴	۱/۲۵	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۸۱	۱/۰۹	۰/۹۹	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۲۴	۱/۱۱	۱/۲۹
Ho	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲	۰/۲۳
Er	۰/۳۵	۰/۶۱	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۶۳
Tm	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	/۰۸	۰/۰۹
Yb	۰/۳۵	۰/۵۳	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۵۲	۰/۶	۰/۵۳	۰/۵۸
Lu	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹
Mo	۶/۳	۳/۱	۴/۴	۹/۷	۱۰/۱	۸/۷	۴/۸	۶/۵	۳/۸	۵/۳	۳/۷	۸/۷
Cu	۵/۸	۸/۷	۸/۴	۱۰/۹	۸/۸	۷	۶/۹	۷/۶	۱۱/۱	۹/۸	۴/۹	۱۰/۸
Pb	۲/۴	۱/۸	۵/۳	۳/۵	۳/۵	۲/۳	۴	۴/۸	۶/۱	۶	۲/۳	۱۰/۵
Zn	۱۳	۲۸	۴۱	۲۸	۲۳	۳۸	۶	۱۹	۲۶	۴۲	۲۵	۵۶
Ni	۲۷/۶	۳۰/۷	۲۷/۶	۵۸/۶	۵۴/۷	۵۲	۲۵/۶	۳۶/۵	۲۷/۴	۳۴/۱	۳۳/۳	۵۳/۸
As	۲/۱	۲	۱/۶	۱/۷	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۸	۵/۸	۱/۴	<۰/۵	۲/۲
Mg#	۲۴	۵۳	۳۵	۲۷	۳۲	۴۵	۴۲	۴۲	۴۶	۴۲	۴۶	۴۵
*I*Sr	۰/۷۱		۰/۷۱									
eNd(t)	۰/۸۳		۲/۸۸									

جدول ۱- ادامه

ID	D-256	D-276	D-279	D-287	D-289	D-299	D-307	D-311	D-48
Field name	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت
					wt%				
SiO_2	۶۷٫۵۲	۶۵٫۸۸	۶۶٫۶۸	۶۷٫۸۴	۶۸٫۸۹	۶۸٫۴۶	۶۸٫۴۵	۶۷٫۹۶	۶۶٫۰۸
Al_2O_3	۱۵٫۹۸	۱۶٫۳	۱۵٫۸۸	۱۵٫۹۳	۱۵٫۹	۱۵٫۸۶	۱۵٫۷۷	۱۵٫۹۲	۱۶٫۳۴
Fe_2O_3	۲٫۰۵	۳٫۷۷	۳٫۴	۳٫۳۳	۲٫۶۶	۲٫۷۳	۳	۲٫۹۴	۳٫۳۹
MgO	۱٫۳۵	۱٫۵۹	۱٫۴۷	۱٫۳۶	۱٫۱۹	۱٫۳۱	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۱٫۹۲
CaO	۳٫۵۳	۳٫۰۴	۲٫۷۳	۲٫۲۵	۲٫۱۵	۲٫۸	۳٫۰۲	۳٫۱۲	۳٫۵۴
Na_2O	۵٫۳۶	۵٫۱۱	۵٫۳۸	۵٫۶۱	۵٫۴۲	۵٫۰۴	۵٫۰۸	۴٫۸۷	۴٫۸۵
K_2O	۳٫۱۵	۲٫۶۱	۲٫۲۹	۲٫۲۲	۲٫۲۳	۲٫۱۹	۲٫۱۳	۲٫۱۹	۲٫۶۲
TiO_2	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۴	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴۴
P_2O_5	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۲۱
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Cr_2O_3	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۴۷
LOI	۰٫۳	۰٫۸	۱٫۳	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۱٫۲	۰٫۳
Sum	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۹	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۸۱	۹۹٫۷۷
					ppm				
Ba	۱۰۱۶	۸۴۳	۸۱۴	۸۳۴	۹۰۵	۸۲۵	۸۴۲	۸۳۸	۷۴۶
Be	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Co	۴٫۴	۸٫۸	۸	۶٫۲	۶٫۹	۷٫۱	۶٫۵	۶٫۳	۱۰٫۳
Sc	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۴	۴	۶
Cs	۰٫۶	۱٫۷	۲٫۱	۱٫۲	۰٫۷	۱	۳٫۳	۲٫۶	۱٫۱
Ga	۱۶٫۳	۱۶٫۹	۱۶٫۴	۱۷٫۳	۱۶٫۴	۱۶٫۳	۱۵٫۹	۱۶٫۷	۱۶٫۷
Hf	۳	۴	۳٫۵	۳٫۲	۳	۳٫۶	۳٫۲	۳٫۲	۳٫۷
Nb	۱۰٫۱	۱۳٫۳	۱۱٫۷	۱۱٫۳	۸٫۹	۹٫۷	۹٫۵	۹٫۲	۱۴٫۱
Rb	۶۷٫۲	۹۵٫۷	۷۴٫۵	۷۳٫۸	۶۶٫۴	۶۳٫۵	۷۰٫۵	۶۹٫۵	۶۷٫۲
Sr	۶۲۲٫۱	۵۹۶٫۹	۶۱۵٫۱	۵۸۹٫۹	۶۰۴٫۹	۶۰۹٫۱	۶۰۱٫۱	۵۷۱	۶۷۹٫۹
Ta	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۸
Th	۹٫۹	۱۴	۱۰٫۳	۱۱٫۴	۱۰	۱۱٫۶	۱۰٫۴	۹٫۸	۱۴٫۱
U	۳٫۴	۴٫۸	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۱	۳٫۴	۳٫۴	۳٫۳	۲٫۸
V	۴۸	۶۲	۵۵	۵۳	۴۸	۴۸	۴۸	۴۴	۵۷
W	۱	۲٫۴	۱٫۴	۱٫۷	۲	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۵	۰٫۸
Zr	۱۲۲٫۴	۱۴۸٫۹	۱۳۰٫۲	۱۱۲	۱۱۳٫۸	۱۳۰٫۱	۱۳۰٫۵	۱۱۹٫۳	۱۴۶٫۶
Y	۵٫۶	۷٫۳	۶٫۶	۶٫۵	۶	۶٫۳	۶٫۲	۵٫۷	۸٫۱
La	۱۳٫۱	۲۳٫۶	۱۸٫۵	۲۰٫۴	۱۷٫۴	۲۱٫۲	۱۸٫۱	۱۸٫۳	۵۲٫۳
Ce	۲۶٫۹	۴۴	۳۶٫۶	۳۹٫۶	۳۲٫۴	۴۰٫۴	۳۴٫۵	۳۵٫۳	۹۴٫۲
Pr	۳٫۰۹	۴٫۸۱	۴٫۱	۴٫۲۴	۳٫۴	۴٫۲۲	۳٫۷	۳٫۷۲	۹٫۱۷
Nd	۱۱٫۸	۱۸٫۸	۱۵٫۷	۱۵٫۸	۱۲٫۸	۱۵٫۷	۱۳٫۵	۱۳٫۱	۳۰٫۲
Sm	۲٫۰۱	۲٫۸	۲٫۵۵	۲٫۴۹	۲٫۱	۲٫۳۸	۲٫۱۸	۲٫۱۱	۴٫۱۵
Eu	۰٫۵۳	۰٫۷۷	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۸۷
Gd	۱٫۵۳	۲٫۰۸	۱٫۹۳	۱٫۸۶	۱٫۵۹	۱٫۸۲	۱٫۶۳	۱٫۵۷	۲٫۶۱
Tb	۰٫۲	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۳۴
Dy	۱	۱٫۳۴	۱٫۳۳	۱٫۲	۱٫۱۳	۱٫۲۳	۱٫۰۷	۱٫۱۲	۰٫۶
Ho	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۲۸
Er	۰٫۴۹	۰٫۶۳	۰٫۵۸	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۶۹
Tm	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۱
Yb	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶۹
Lu	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱
Mo	۸٫۸	۵٫۸	۳٫۶	۵٫۵	۱٫۳	۱٫۷	۴٫۵	۴٫۱	۵٫۲
Cu	۱۷٫۱	۲۲٫۴	۱۴٫۱	۲۳٫۲	۵٫۱	۴٫۵	۲۱٫۷	۱۳٫۹	۲۱٫۲
Pb	۵٫۲	۲٫۶	۳	۳٫۸	۳٫۱	۴	۵٫۴	۵٫۲	۳۰٫۴
Zn	۶	۲۹	۳۹	۲۳	۲۸	۲۷	۳۲	۳۳	۲۲
Ni	۴۸٫۱	۳۹٫۹	۳۴	۴۴	۱۵٫۳	۲۰٫۷	۳۲٫۱	۳۱٫۹	۴۳
As	۳	۲٫۱	۱٫۳	۱٫۸	۱٫۵	۱٫۲	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۲
Mg#	۵۷	۴۶	۴۶	۴۵	۴۷	۴۹	۴۴	۴۳	۵۳
ISr				۰٫۷					
eNd(t)				۱٫۰۲					

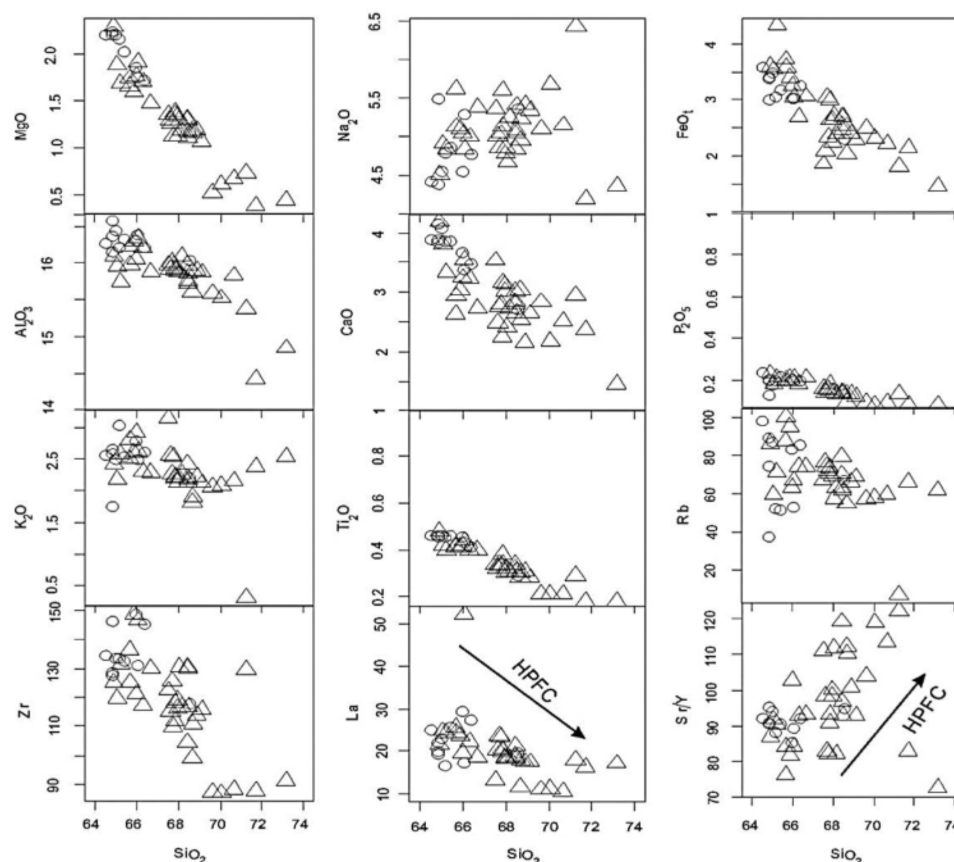


شکل ۴ نمودارهای TAS از[۱۰] و Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 از [۱۱] با گستره‌های مشخص شده برای آداکیت‌ها برگرفته از [۱]. نماد دایره برای گرانودیوریت‌ها و نماد مربع یا مثلث برای داسیت‌ها استفاده شده است.

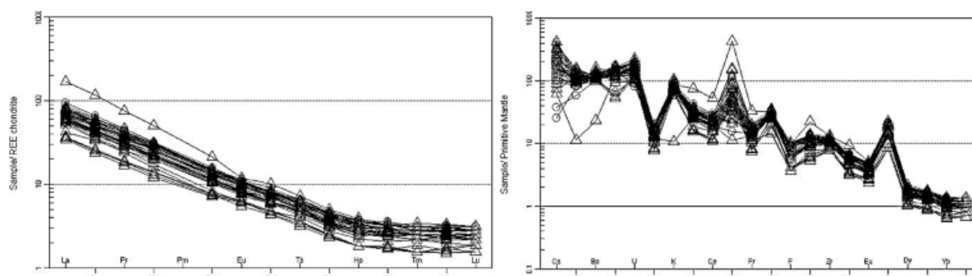
در نمودارهای هارکر، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به SiO_2، به خوبی روندهای جدایشی نشان می‌دهند (شکل۵). روند منفی در چگونگی پراکنش نمونه‌ها در مقادیر Al_2O_3، FeO، MgO، TiO_2، CaO، P_2O_5، Zr و La نسبت به SiO_2 نشان دهنده‌ی جدایش بلورهای آپاتیت، هورنبلند، تیتانومگنتیت و پلاژیوکلاز از ماگماست. کاهش مقادیر Al_2O_3 و La با افزایش مقدار SiO_2 و افزایش نسبت Sr/Y با افزایش مقدار SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی نشان دهنده‌ی جدایش بلوری در شرایط فشار بالاست [۱۲]. در این نمودارها سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی گنبد کیامکی در یک روند خطی گسترده شده‌اند که این نشان دهنده‌ی خاستگاه یکسان آنهاست. مقادیر Na_2O، K_2O نسبت به SiO_2 روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهند که می‌تواند از تاثیر هضم پوسته‌ای و آلایش ماگمایی ناشی شود. حضور زینولیت‌های با ترکیب مختلف در سنگ‌های مجموعه می‌تواند نشانه ای بر تایید این ادعا محسوب شود.

الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده‌ی این سنگ‌ها به کندریت، در شکل ۶، نشان دهنده‌ی ارتباط زایشی تمام نمونه‌ها با یکدیگر و غنی شدگی آن‌ها در عناصر نادر خاکی سبک است. سنگ‌های مورد بررسی در عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی و تقریباً روندی مسطحی را نشان می‌دهند، اما در عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی و یک روند افزایشی را از عناصر نادر خاکی میانه تا سبک نشان می‌دهند. همچنین الگوی عناصر چند عنصری در شکل ۶ که به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده است نشان می‌دهدکه نمونه‌های یاد شده غنی شدگی مشخصی از عناصرلیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند Cs, U, Pb, K وSr و تهی‌شدگی در Nb را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در Ti نشانی است از تمرکز فازهای تیتان‌دار در سنگ‌های مورد بررسی. بیهنجاری منفی نیوبیم مشابه سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش حاشیه‌ی فعال قاره است. جاییکه خاستگاه گوشته ای به وسیله‌ی مواد فرورونده غنی شده از عناصر لیتوفیل دارای شعاع یونی بزرگ، دگرنهاد شده است [۱۳]. اگرچه ممکن است تهی‌شدگی عناصر HFS ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش نیز باشد، ولی تهی‌شدگی این عناصر را به حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت در سنگ‌های اکلوژیتی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه‌ی گوشته‌ای ذوب نشده محل خاستگاه نیز می توان در ارتباط دانست؛ زیرا عناصر یادشده دراین فازها به شدت سازگارند [۱۴].

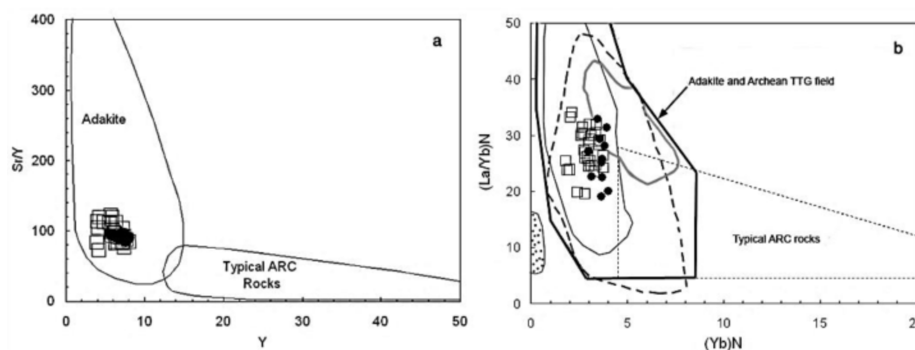
این سنگ‌ها دارای تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین و Y (ppm ۳/۹-۸/۱) هستند. با در نظر گرفتن این سرشتی‌ها به همراه مقادیر بالای Sr و نسبت بالای Sr/Y، می‌توان این سنگ‌ها را در نمودار Y نسبت به Sr/Y به‌عنوان آداکیت رده‌بندی کرد (شکل۷- الف). در نمودار $Yb_{(n)}$ نسبت به $La/Yb_{(n)}$ نیز سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی خارج از سنگ‌های عادی کمان‌های ماگمایی واقع شده‌اند و در گستره‌ی آداکیت‌ها پراکنده شده‌اند (شکل۷- ب).



شکل۵ نمودارهای تغییرات عناصر مختلف در مقابل SiO_2. (HPFS تفریق بلوری در فشار بالا از[۱۲])، نمادها همچون شکل ۳



شکل۶ نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت [۱۵] و نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه [۱۶] برای نمونه‌های کیامکی.

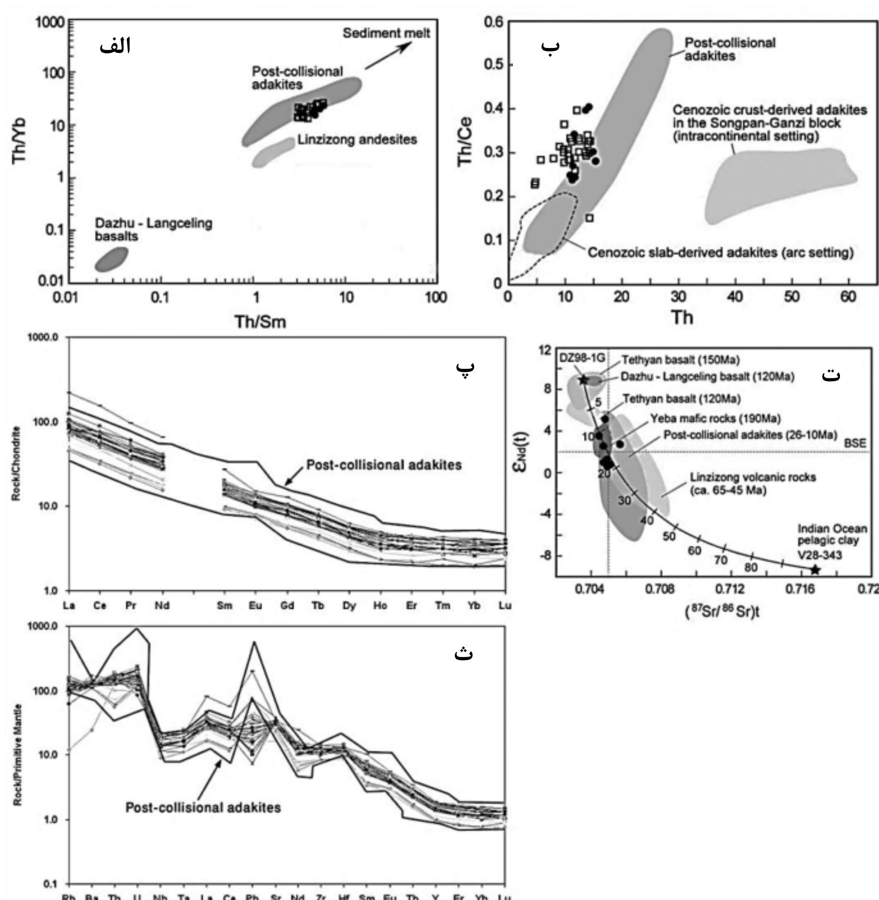


شکل۷ (الف) نمودار Y در مقابل Sr/Y از [۱۷] و (ب) نمودار Yb(n) در مقابل La/Yb(n) برگرفته از [۱] برای نمونه‌های مورد بررسی، گستره‌های مشخص شده همانند شکل3b. نمادها همچون شکل ۳.

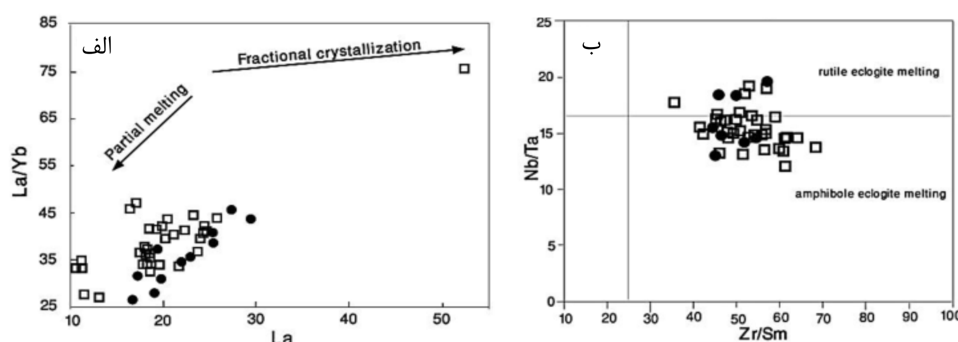
ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی همچون مقادیر Th و نسبتهای Th/Sm, Th/Yb و Th/Ce نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در یک جایگاه پسا برخورد ایجاد شده‌اند (شکل‌های ۸- الف و ب). همچنین الگوی عناصر نادر خاکی و چند عنصری این سنگ‌ها که به‌ترتیب به کندریت و گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند در گستره‌ی آداکیت‌های پسا برخورد واقع شده‌اند (شکلهای۸- پ و ت). حتی نسبت‌های ایزوتوپی Sr, Nd نیز نشان دهنده‌ی محیط پسا برخورد برای گنبد آداکیتی کیامکی هستند (شکل۸- ث).

بحث و برداشت

سنگ‌های گنبد کیامکی دارای بالاترین مقدار $Nd_{(t)}$ و کمترین مقدار اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ هستند (جدول ۱)، این نشان می‌دهد که در پیدایش این سنگ‌ها فرایند AFC (آلایش ماگمایی، هضم پوسته‌ای یا جدایش بلوری) نقش مهمی نداشته‌اند. گرچه در بعضی از روندهای نمودار هارکر نشانه‌هایی از جدایش بلوری دیده می‌شود ولی میزان این جدایش بلوری به حدی نبود که بتواند تغییرات فاحشی در ژئوشیمی سنگ‌ها ایجاد کند. چگونگی پراکنش نمونه‌ها در نمودارLa نسبت به La/Yb به گونه‌ای است که نشان می‌دهد که تاثیر فرایند ذوب بخشی بیشتر از تاثیر جدایش بلوری بر ژئوشیمی این سنگ‌هاست (شکل ۹- الف). با در نظر گرفتن مقادیر بالای Sr در سنگ‌های مورد بررسی و عدم وجود بیهنجاری منفی مشخص در Eu در الگوی REEs، می‌توان گفت که پلاژیوکلاز در مواد خاستگاه این سنگ‌ها حضور ناچیز داشته است. تهی‌شدگی در تعدادی از عناصر HFS در این سنگ‌ها نیز نشان دهنده‌ی حضور روتیل و یا آمفیبول در باقیمانده‌ی خاستگاه و به احتمالی خاستگاه آمفیبول- اکلوژیت این سنگ‌هاست (شکل۹- ب).

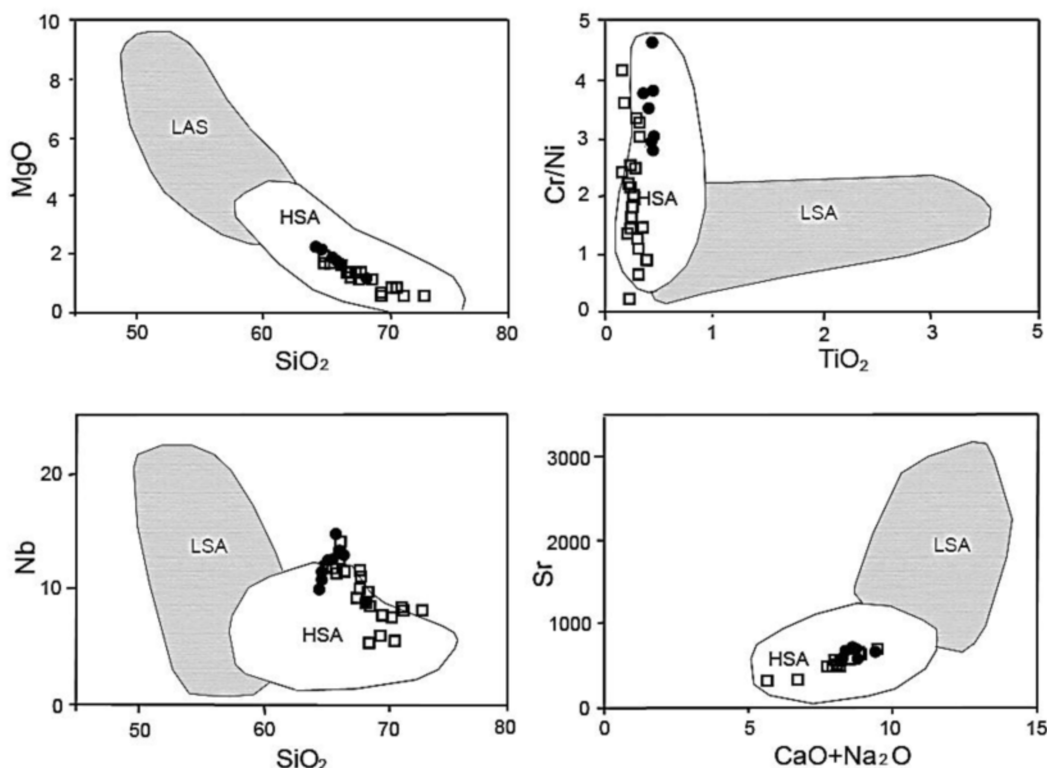


شکل۸ (الف) نمودار Th/Sm نسبت به (ب) ,Th/Yb نمودار Th نسبت به Th/Ce از [۱۹،۱۸]، (پ و ت)نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری نرمالیز شده به کندریت و گوشته اولیه به‌ترتیب و گستره‌های مشخص شده برای آداکیت‌های بعد تصادم از [۱۹] ،(ث) نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr, Nb برگرفته از [۲۰] . نمادها همچون شکل ۳.



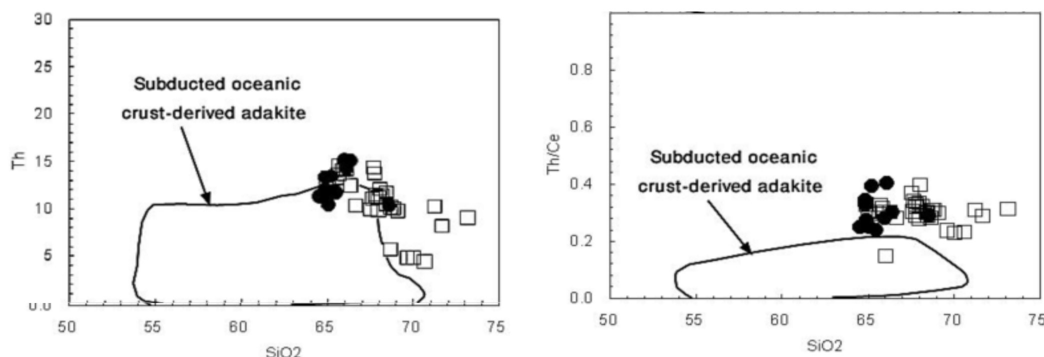
شکل ۹ (الف) نمودار La نسبت به La/Yb و (ب) نمودار La/Sm نسبت به Nb/Ta از [۲۱] . نمادها همچون شکل ۳.

آداکیت‌ها به دو گروه پـر سـیلیس (بـا مقـادیر Sr<1100 ppm, MgO=0.5-4wt% و Na$_2$O+K$_2$O<11wt%) و کم‌سـیلیس (بـا مقـادیر Sr>1000ppm, MgO=4-9wt% و Na$_2$O+K$_2$O>10wt%) تقـسیم مـی‌شـوند [۲۲]. خاسـتگاه آداکیت های پرسیلیس را بـه ذوب صـفحه‌ی بـازالتی فرورونـده نسبت می‌دهند که می‌تواند باگوه‌ی گوشـته‌ای در طـول صـعود ماگما واکنش دهد ولی خاستگاه آداکیت های کم سیلیس را بـه ذوب گوه‌ی گوشته پریدوتیتی که ترکیب آن تحت تاثیر گـدازه فلسیک صفحه‌ی فرورونده قرارگرفته، نـسبت مـی‌دهنـد [۲۲]. مقادیر Sr در نمونه‌های مورد بررسی ۳۰۴-۷۵۰ ppm ، MgO برابر ۰/۴۵- ۲/۲ درصد وزنـی و Na$_2$O+K$_2$O برابـر ۶/۵-۸/۵ درصد وزنی است که نشان دهنده‌ی گرایش آداکیت‌هـای مـورد بررسی به نوع پرسیلیس است. در شکل ۱۰ نمونه‌هـا بیـشتر در بخش پرسیلیس واقع شده‌اند. بنابراین در پیدایش آداکیت‌هـای مورد بررسی گوه‌ی گوشته‌ای دخالتی نداشته است.

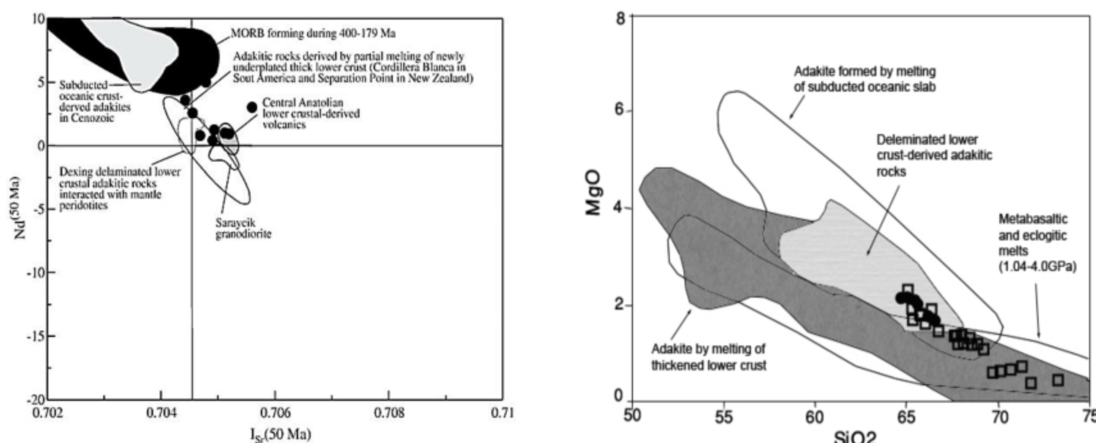


شکل ۱۰ نمودارهای تفکیک کننده آداکیت‌های پرسیلیس (HAS) از کم سیلیس (LSA) از [۲۲]، مقادیر اکسیدها بر اساس درصد وزنی هستند. نمادها همچون شکل ۳.

تا به‌حال پنج مدل برای سنگ‌زایی آداکیت‌ها در محیط‌های مختلف ارائه شده‌اند [۱]: ۱) ذوب بخشی صفحه‌ی اقیانوسی فرورانده شده، ۲) تاثیر فرایندهای آلایش پوسته‌ای و جدایش بلوری روی ماگمای مادر بازالتی، ۳) ذوب بخشی سنگ‌های مافیک در بخش زیرین پوسته‌ی ضخیم شده، ۴) ذوب بخشی اسلب وامانده در گوشته و ۵) ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین متورق (دیلیمینه) شده. چنانکه گفته شد نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در سنگ‌های مورد بررسی پایین است. این نسبت با ریشه‌گیری سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و رسوب های اقیانوسی بالای آن در محیط فرورانشی حاشیه‌ی قاره‌ای و آلودگی آن با مواد پوسته‌ای همخوانی ندارد. سرشتی-های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نیز از تاثیر بسیار جزیی فرایند ACF بر پیدایش آنها خبر می‌دهند. مقادیر Th و نسبت Th/Ce در نمونه‌های مورد بررسی بیشتر از مقادیر این عناصر در آداکیت‌های ناشی از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرو رانده شده است (شکل ۱۱). در کنار این موارد، نسبت‌های ایزوتوپی Sr, Nd در شکل ۱۲ نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از ذوب بخشی صفحه‌ی اقیانوسی فرورانده شده ایجاد نشده‌اند. این دلایل می‌توانند رد کننده‌ی مدل زایشی آداکیت‌های کیامکی بر مدل‌های اول و دوم باشند. در مورد مدل‌های چهارم و پنجم نیز سرشتی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی تمایزی با ژئوشیمی سنگ‌های حاصل از این مدل‌ها را نشان می‌دهند. در مقادیر SiO_2، $Yb_{(n)}$ و MgO و نسبت‌های $La/Yb_{(n)}$ و Zr/TiO_2 که در نمودارهای شکل‌های ۴b، ۷b و ۱۳ آورده شده‌اند، این تفاوت ژئوشیمیایی به خوبی نشان داده شد. یافته‌های ژئوشیمیایی و نسبت‌های ایزوتوپی Sr, Nd نشان دهنده‌ی این‌اند که پیدایش سنگ‌های گنبد کیامکی می‌تواند مشابه سنگ‌هایی باشدکه بر اساس مدل سوم به وجود آمده‌اند (شکل۱۳).



شکل ۱۱ نمودارهای SiO_2 در مقابل Th و Th/Ce . گستره مشخص شده برای آداکیت‌های حاصل از پوسته اقیانوس فرورانده شده از [۲۲]. نمادها همچون شکل ۳.



شکل ۱۲ نمودار نسبت ایزوتوپی Sr در مقابل Nd بر گرفته از [۱۲] برای نمونه‌های کیامکی.

شکل ۱۳ نمودار SiO_2 در مقابل MgO بر گرفته از [۲۳] برای نمونه‌های کیامکی. نمادها همچون شکل ۳.

تشکیل آداکیت‌ها از ذوب مـواد مافیـک پوسـته‌ی تحتـانی نیازمند شرایط گرمایی غیرعادی داغ اسـت [۲۴]. ذوب بخـشی پروتولیت‌های مافیک تنها در رخسارهای انتقالی آمفیبولیت بـه اکلوژیـت در حـداقل فـشار ۱۵ تـا ۲۵ کیلـو بـار و در طیـف دمایی۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد ممکن مـی شـود [۲۵]. تشکیل آداکیت‌ها از ذوب پوسته‌ی بازالتی تحتانی در کمان‌های قاره‌ای واقع بر یک پوسته‌ی ضخیم نیز اشاره شده اسـت [۲۶]. در بررسیهای دیگر به تشکیل آداکیت‌ها از طریق ذوب پوسته‌ی تحتانی و ایجاد تهی‌شـدگی از عناصـر لیتوفیـل بـزرگ یـون در گرانولیت‌های پوسته اشاره کرده‌اند [۲۷].

در پایان بنابر بررسی‌هـا و یافتـه‌هـای ایـن پـژوهش، گنبـد آداکیتـی کیـامکی مـی‌توانـد از ذوب بخـشی پوسـته‌ی زیـرین دلمینه شده در یک محـیط پـسا برخـورد شـکل گرفتـه باشـد. ویژگی پسا برخورد این سنگ‌ها نشان دهنده‌ی ایـن اسـت کـه این سنگ‌ها پسا از برخورد به حاشیه‌ی دو بلوک قاره‌ای و پـس از اتمام فرورانش به وجود آمده‌اند. سال‌سنجی جدید انجام شده به روش U-Pb روی کانی زیـرکن بـرای سـنگ‌هـای کیـامکی، سنی برابر بـا ۰/۱۰ ± ۱۰/۲۵ میلیـون سـال (میوسـن فوقـانی، تورتونین) را نشان داده است[۲۸]. این سن با سن زمین‌شناسی میوسن، بر اساس مشاهدات صحرایی، در این پژوهش همخوانی دارد. اگر شکل‌گیری این گنبد و گنبدهای کنـاری را فـرورانش نئوتتیس وابسته تصور کنیم توجیه ویژگی‌های پسا برخورد این گنبـدها امکـان پـذیر خواهـد بـود زیـرا کـه امـروزه برخـی زمین‌شناسان بر این باور اتفاق نظر دارند که بسته شدن بخش-هایی از نئوتتیس در میوسن و پـیش از آن رخ داده اسـت [۲۹، ۳۰]. از طرف دیگر گسترش این گنبدها در بخش‌های شمالی و جنـوبی گـسل تبریـز نیـز از مـسائلی اسـت کـه در توجیـه ژئوتکتونیکی پیدایش این گنبدها باید مورد نظر قرار بگیـرد. در جنوب گسل تبریز آتشفشان سهند با سن میوسن تـا کـواترنری قرار دارد. واحـدهای میوسـن ایـن آتشفـشان سرشـت آهکـی-قلیایی ولی واحدهای جوان‌تر تا حدودی گرایش بـه آداکیتـی را نشان می‌دهند [۳۱]. همچنین مجموعه‌ی جزیره‌ی اسلامی نیز در جنوب گسل تبریز سرشـت پـسا برخـوردی پتاسـیم بـالا را نشان می‌دهد [۳۲]. بر اساس پژوهش هایی کـه تـاکنون انجـام گرفته، از مجموعه‌های ماگمایی جنوب گسل تبریز با سن کمتر از میوسن میانی گزارشی از آداکیـت هـا نـشده اسـت. بنـابراین وجود گنبدهای آداکیتی با سن کمتر از میوسن میانی در شمال گسل تبریز دیدگاه ژئودینامیک منطقه را کمـی پیچیـده کـرده است.

در یک بررسـی، وجـود سـنگ‌هـای آتشفـشانی ائوسـن در شمال گسل تبریز، (زون البرز- آذربایجان) و عدم حضور چنـین سنگ‌هایی در جنوب گـسل تبریـز و وجـود اثرهـایی از بقایـای پوسته‌ی اقیانوسی در راستای گسل تبریز را به‌عنـوان شـواهدی در نظر گرفته و اقدام به ارائه یک مدل ژئودینـامیکی کـرده‌انـد [۳۳]. آن‌ها یک حوضه اقیانوسی تقریبا موازی حوضه اقیانوسی نئـوتتیس در راسـتای گـسل تبریـز بنـام خـوی- زنجـان در مزوزوئیک (کرتاسـه) تـصور کـرده‌انـد؛ بـا ایـن حـال برخـی از پژوهشگران آنچه را تـاکنون در ایـن منطقـه رخنمـون دارد، را مجموعه‌ی درهم بازالت دگرسان، دیاباز و آهک‌هـای پـلاژی بـه سن کرتاسه فوقانی، و نه مجموعـه افیـولیتی در نظـر میگیرنـد. پوسته‌ی اقیانوسی این حوضه با فرورانش به سمت شمال‌شرقی، یعنی به زیر زون البرز- آذربایجان کنونی، در پالئوژن بسته شده است. این فرورانش موجب شکل‌گیری سنگ‌های آتشفـشانی در زون البرز- آذربایجان در ائوسن شده است. علیـرغم ایـن یافتـه ها، وجود رخنمونی از سنگ‌های ائوسن در جنوب مراغـه و نیـز سنگ‌های آتشفشانی ائوسـن در مـسیر جنـوب گـسل تبریـز از بستان آباد تا میانه، چنین فرورانشی را تایید نمی کند . با توجه به مواردی همچون گـسترش گنبـد کیـامکی بـا سـن میوسـن فوقانی در شمال گسل تبریز، ژنز این گنبد در ارتباط با محـیط پسا برخورد بایستی مورد توجه و بررسی بیـشتری قـرار گیـرد. زیرا با بسته‌شـدن نئـوتتیس و برخـورد بـین دو بلـوک قـاره‌ای ضخیم‌شدگی نسبی پوسـته‌ی زیـرین در محـل برخـورد ایجـاد میشود. به طور کلی پس از برخورد قاره ای وضعیت انبـساطی و کششی حاکم میشود و دلمینه شدن پوسته تحتانی مافیـک در نتیجه این رژیم کششی صورت می‌گیرد. نمونه هـای زیـادی از آداکیت های حاصـل از ذوب، پوسـته پـایینی دلمینـه شـده در زون‌های برخـوردی و بـه دلیـل حـاکم شـدن شـرایط کششی لیتوسفر گزارش شده است[۳۴، ۳۵]. در زمـان میوسـن در اثـر ذوب بخشی این پوسته‌ی ضخیم شده گنبدهایی مانند کیـامکی با سرشت آداکیتی ایجاد شـده‌انـد. البتـه نبـود داده‌هـای سـال سنجی دقیق در مورد سن گنبد کیامکی از محدودیت‌های ایـن بررسی است. با توجه به سن زمـین شناسـی و ایزوتـوپی [۲۸] جوان‌تر از سن بسته شدن نئوتتیس برای گنبد کیامکی می‌توان

پیداش این گنبد را به ذوب پوسته ضخیم شده پس از برخورد وابسته دانست.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی تا نیمه ژرف گنبد کیامکی، ترکیب چیره داسیتی داشته و بر اساس شواهد صحرایی به درون واحد سرخ بالایی نفوذ کرده و به‌وسیله‌ی واحدهای سنگی پلیوسن در برخی مناطق پوشیده شده است. این سنگ‌ها از نوع آداکیت‌های پر سیلیس هستند. با توجه به سن نسبی میوسن و مطلق ۰/۱۰ ± ۱۰/۲۵ میلیون سال (میوسن فوقانی، تورتونین) برای سنگ‌های گنبد کیامکی و بسته شدن پیش از میوسن نئوتتیس، خاستگاه پسا برخورد گنبد آداکیتی در اثر ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته زیرین دلمینه و ضخیم شده منطقی به نظر میرسد.

مراجع

[1] Wang Q., Xu J., Jian P., Bao Z., Zhao Z., Li C., Xiong X., *"Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization"*, Jouranl of Petrology 47(2006) 119–144.

[2] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405–417.

[3] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet, L., *"Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences"*, Lithos 106 (2008) 380–398.

[4] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran:Geochemical and geodynamic implications"*, Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 433–447.

[5] Asadian A., *"Geological map of Tabriz, 1:250000"*, Geological Survey of Iran (1993).

[6] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data andinterpretations"*, Tectonophysics, 220 (1994) 211–238.

[7] Nabavi M., *"An introduction to geology of Iran"*, GSI Publication, Tehran (1976).

[8] Aghanabati A., *"Geology of Iran"*, GSI Publication, Tehran (2004).

[۹] افتخار نژاد ج.، عبداللهی م.، حسینی م.، *"گزارش نقشه زمین شناسی ورقه جلفا با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور۱۳۷۵

[10] Middlemost E. A. K., *"Naming materials inthe magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37 (1994) 215–224.

[11] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements"*, Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[12] Orhan Karsli O., Dokuz A., Uysal İ., Aydin F., Kandemir R., Wijbrans J., *"Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination"*, Lithos 114 (2010) 109–120.

[13] Pearce J.A., Peate D.W., *"Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas"*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251–285.

[14] Ayers J.C., Watson E.B,. *"Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutite in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry"*, Phil. Trans. R. Soc. London A, 335 (1991) 365-375.

[15] Pearce J.A., *"The role of sub-continentallithosphere magma genesis at destruction platemargin, In continental basalts and mantle Xenolites"* (1983).

[16] Sun S.S., MC Donough W.F., *"Chemical andisotopic systematics of oceanic basalts:implications for mantle composition andprocesses"*, In: Saunders, AD. And Norry , M.J.(eds), Magmatism in oceanic basins. Geological Society of London Special Publication, 42 (1989) 313-345.

[17] Petrone CM, Francalanci L, Ferrari L, Schaaf P, Conticelli S., *"The San Pedro–Cerro GrandeVolcanic Complex (Nayarit, Mexico): inferenceson volcanology and magma evolution "*, In: Siebe C, Aguirre-Déaz G, Macéas JL (eds) Neogene-Quaternary continental margin volcanism: aperspective form Mexico. Geological Society of America, 402(2006), 65–98.

[18] Mo X.X., Hou Z.Q., Niu Y.L., Dong G.C., Qu X.M., Zhao Z.D., Yang Z.M., *"Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet"*, Lithos 96 (2007) 225–242.

Adakitic Dome, Southeast of Julfa (Northwest of Iran)", Arabian Journal of Geosciences (under review).

[29] Azizi H., Moinevaziri H., *"Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran",* Journal of Geodynamics 47 (2009) 167–179.

[30] Mehdipour Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay M., Moghadam H. S., *"Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraintson mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model",* Tectonophysics, 574–575 (2012) 92–104.

[31] Alishah F., Jahangiri A., *"Post-collisional pliocene to pleistocene adakitic volcanism in Sahand region in Northwest Iran: Geochemical and geodynamic implications"*, Physical Sciences Research International 1(2013), 62-75.

[32] Hajalilou B., Moayyed M., Hosseinzadeh G., *"Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran"*. Journal of Earth System Science, 118 (2009) 643–657.

[33] Azizi H., Jahangiri A., *"Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Journal of Geodynamics 45 (2008) 178–190.

[34] Wang Q., Wyman D.A., Zhao Z.H., Xu J.F., Bai Z.H., Xiong X.L., Dai T.M., Li C.F., Chu Z.Y., *"Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): implication for Phanerozoic crustal growth of Central Asia Orogenic Belt"*, Chemical Geology 236 (2007), 42–64.

[35] Xu, J.F., Shinjio R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., *"Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks In the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?, "* Geology 12 (2007), 1111−1114.

[19] Guo Z.F., Wilson M., Liu J.Q., *"Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust",* Lithos 96 (2007) 205– 224.

[20] Zhu D-C., Zhao Z-D., Pan G-T., Lee H-Y., Kang Z-Q., Liao Z-L., Wang L-Q., Li G-M., Dong G-C., Liu B., *"Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?*" Journal of Asian Earth Sciences 34 (2009) 298–309.

[21] Foley S , Tiepolo M., Vannucci. R., *"Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones"*, Nature 417 (2002) 837-840.

[22] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D., *"An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution",* Lithos 79 (2005) 1–24.

[23] Stern C.R., Kilian R., *"Röle of the subductedslab, mantle wedge and continental crust in thegeneration of adakites from the Austral Volcanic Zone"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 123(1996)263–281.

[24] Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B., *"Partial melting of subducting oceanic crust",* Earth and Planetary Science Letters 121(1994) 227-244.

[25] Martin H., *"Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids",* Lithos 46 (1999) 411– 429.

[26] Atherton M.P., Petford N., *"Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust",* Nature 362 (1993) 144– 146.

[27] Rollinson H. R., Tarney J., 2005. *"Adakites-The key to understanding LILE depletion in granulites",* Lithos 79, 61-81.

[28] Moharami F., Gorbani M., Pourmoafee M., Mirmohammadi M., *"Age, Origin and Tectono-Magmatic Pattern of the Formation of Kimaki*